

千烟洲中亚热带人工林生态系统CO₂通量的 季节变异特征*

刘允芬^{①**} 于贵瑞^① 温学发^① 王迎红^② 宋霞^① 李菊^②
孙晓敏^① 杨风亭^① 陈永瑞^① 刘琪璟^①

(^① 中国科学院地理科学与资源研究所, 北京 100101; ^② 中国农业大学, 北京 100094; 中国科学院
大气物理研究所, 北京 100029)

摘要 作为中国陆地生态系统通量网络(ChinaFLUX)的组成部分, 利用涡度相关技术对千烟洲中亚热带人工林生态系统CO₂ 通量进行了长期观测. 本研究集中探讨了千烟洲人工林 2003 年和 2004 年净生态系统CO₂交换量(NEE)、生态系统呼吸(R_e)和总生态系统CO₂交换量(GEE)的季节变异特征及其源汇状况与强度. 研究表明: (i) NEE, R_e和GEE具有明显的季节变化趋势且密切相关, 冬季和干旱期量级较低而夏季量级较高. (ii) 光照、温度和水分条件是控制千烟洲人工林生态系统NEE, R_e和GEE季节动态的主导因素. 光照是控制NEE的主要因素, 而温度和水汽压差共同影响着NEE, 但水汽压差对NEE的影响作用更强. 在适宜光照条件下, 干旱胁迫会造成千烟洲人工林生态系统碳吸收的适宜温度范围明显降低. 温度和降水的协同作用共同控制着R_e. (iii) 2003 年和 2004 年千烟洲人工林生态系统NEE, R_e和GEE分别为-387.2 和-423.8 g C·m⁻², 1223.3 和 1442.0 g C·m⁻², -1610.4 和-1865.8 g C·m⁻², 这表明千烟洲人工林生态系统具有较强碳吸收能力.

关键词 ChinaFLUX 人工林 涡度相关 光合作用 呼吸作用 干旱胁迫

全球气候变化已经受到广泛的关注, 大气CO₂浓度的增加被认为是全球变暖的重要原因^[1]. 然而, 目前碳循环研究中各种观测结论相差很大, 虽然来自各方面的“证据”表明陆地生态系统确实净吸收大气

中的CO₂, 但直接的观测证据仍然十分零散和缺乏. 森林生态系统是陆地生态系统碳吸收能力最强的碳库, 因此森林生态系统碳吸收特征及其环境控制机制研究已经成为全球气候变化研究的焦点问题^[2-4].

收稿日期: 2005-10-27; 接受日期: 2006-03-24

* 国家重点基础研究发展规划项目(编号: G2002CB412501)、中国科学院知识创新工程重大项目(编号: KZCX1-SW-01-01 A2、KZ-CX-SW-01-01B-02)和中国科学院地理科学与资源研究所知识创新工程主干科学计划项目(编号: CX10G-E01-03-05)共同资助

** E-mail: liuyf@igsrr.ac.cn

人工林生态系统是中国森林生态系统的重要组成部分,在我国陆地生态系统碳收支研究中占有非常重要的地位^[5,6].我国自 20 世纪 70 年代初开始,人工造林面积逐渐增加且居世界首位,森林面积和森林生物量都逐渐提高.我国南方林区以人工林为主,面积占全国的 54.3%,蓄积量占全国的 52.6%.京都议定书中不仅肯定了森林资源对吸收温室气体的效果,而且明定 1990 年以后所进行的造林、再造林及森林采伐的 CO₂吸收或排放净值,可并入增加或减少排放量的国家清单计算中.研究表明,在最近的 20 年中,全国森林碳储量增加了约 0.4 PgC,年增加 0.011~0.035 PgC,森林碳储量的增加主要是由于人工造林的结果^[5,6].尽管人工林以及天然林生态系统碳吸收能力已经受到了广泛的关注,但是对其碳吸收量的具体估计仍然存在较大的争议^[7,8].近年来涡度相关技术的进步使这种长期 CO₂观测成为可能^[9,10].涡度相关通量测定的独特贡献首先是揭示了生态系统碳通量的日、季节和年际波动特征及其对环境因素变化的相关性.为准确地估计陆地生态系统碳吸收能力必须进行碳交换通量的长期和连续观测^[11],同时量化环境和生理驱动要素如何影响冠层尺度 CO₂通量可以为生态系统碳平衡模型的建立和验证提供有效数据^[9,12,13].

本研究首次利用千烟洲中亚热带人工林 2003 年和 2004 年 3 倍冠层高度开路涡度相关(OPEC)系统的 CO₂通量测定数据,分析了其净生态系统 CO₂交换量(NEE)、生态系统呼吸(R_e)和总生态系统 CO₂交换量(GEE)的日变化、季节变化特征及其环境控制机制,并初步估算了千烟洲人工林生态系统年碳吸收量.

1 材料与方法

1.1 试验区概况

千烟洲通量站位于江西省泰和县中国生态系统

研究网络千烟洲试验站内(26°44'N, 115°03'E, 110.8 m).站区 204 hm²范围内含 3 个小流域,81 个小山丘,海拔多在 100 m 左右,相对高差 20~50 m,下垫面坡度 2.8~13.5°.微气象观测塔位于试验站西南部上松塘(在塔东北方 270 m 处)、西角塘(在塔南偏东 300 m 处)与平坑垅(在塔西北方 500 m 处)3 个小流域交汇点,通量塔周围近 1 km²范围内森林覆盖高达 90%,近 100 km²范围内森林覆盖近 70%,林分为 1985 年前后营造的人工林.塔周围主要树种有马尾松(*Pinus massoniana*)、湿地松(*Pinus elliottii* Engelm)和杉木(*Cunninghamia lanceolata*),由于自然演替而生长出的阔叶树亦逐年增加(详见表 1、图 1).林下植被灌木有檫木(*Loropetalum chinense*)、黄端木(*Adinandra millettii*)、米饭花(*Lyonia compta*)等;草本有狗脊蕨(*Woodwardia japonica*)、暗鳞鳞毛蕨(*Dryopteris cycadina*)、芒萁(*Dicranopteris pedata*)等.主要土壤类型为红壤,成土母质多为红色砂岩、砂砾岩或泥岩.据 1985~2004 年本站地面气象观测数据统计,站区年平均气温 17.9°C,极端最高气温 43.6°C,出现在 1985 年 8 月 6 日,极端最低气温 -8.8°C,出现在 1999 年 12 月 23 日;≥0°C 活动积温 6543.8°C,≥10°C 活动积温 5948.2°C;平均年降水量 1485.1 mm,最大年降水量 2410.4 mm (2002 年),最小年降水量 944.9 mm (2003 年);年蒸发量 1302.8 mm,年均相对湿度 84%;年日照时数 1229.2 h,太阳总辐射量 46.61×10⁸ J·m⁻².具有典型的亚热带季风气候特征.本站在不同的时间段有不同的主导风向.就全年而言,以偏北风为主,在全部风向中占 51.68%;冬季以北风为主占 82.18%,其中北偏西到北偏东占了全部风向的 56.76%;春季风向多变,无明显优势风向;夏季则以偏南风(东南到南偏西)为主占 55.89%;秋季偏北风频率达 58.91%.

表 1 千烟洲试验站通量塔标准地人工林基本参数(2005 年实测)

树木名称	胸径/cm			树高/m			平均冠幅/m		最大冠幅/m		最小冠幅/m		密度/棵·hm ⁻²
	平均	最大	最小	平均	最大	最小	东西	南北	东西	南北	东西	南北	
湿地松	16.97	28.60	4.00	12.60	20.00	4.70	3.00	2.90	7.30	5.90	1.20	0.90	745
马尾松	13.40	32.60	3.80	10.50	16.00	3.90	2.90	2.80	9.00	7.60	0.90	1.00	880
杉木	13.52	20.80	4.10	10.80	15.00	4.00	2.70	2.80	5.00	4.90	1.30	1.40	102
阔叶树	7.57	17.80	2.90	7.40	16.50	3.50	2.90	2.70	9.70	5.80	1.60	1.20	46
平均/总计	13.82	22.33	5.65	10.97	14.48	5.38	3.08	2.99	5.13	4.75	1.60	1.58	1773

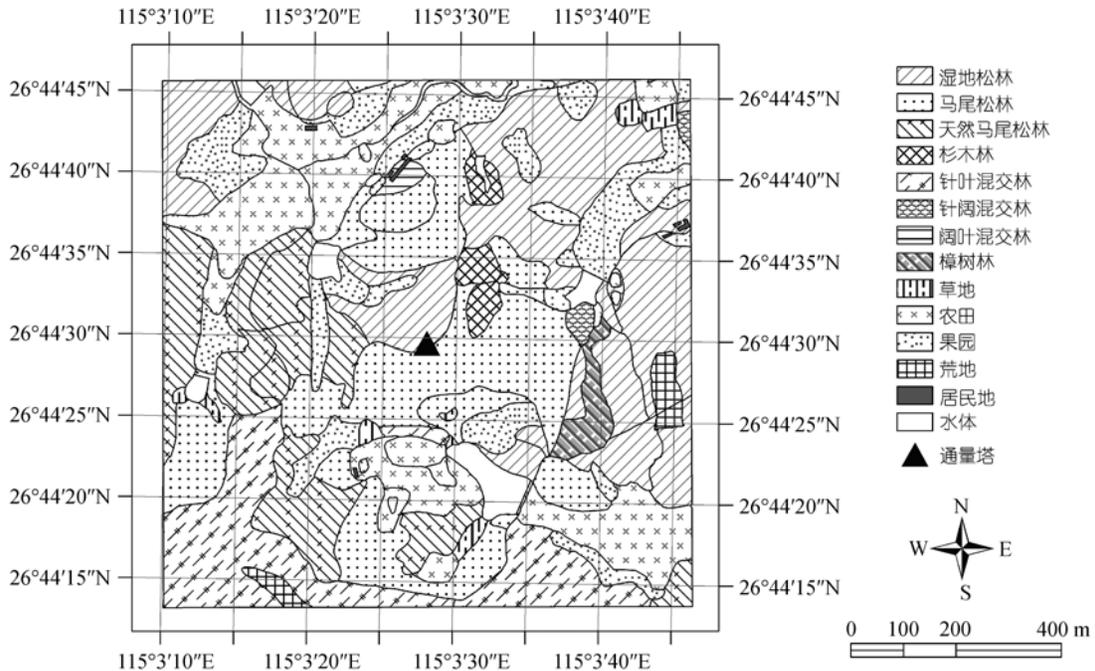


图 1 千烟洲通量塔周边 1km²植被分布图

据初步计算, 千烟洲人工林空气动力学粗糙度在 0.46~0.59 m, 零平面位移在 5.46~7.09 m.

1.2 数据采集和处理

采用涡度相关技术(EC)测定植被-大气间CO₂通量. 利用三维超声风速仪 (Model CSAT-3, Campbell Scientific) 测定风速和温度脉动. 利用红外线CO₂/H₂O气体分析仪 (Model LI-7500, Licor Inc.) 测定CO₂/H₂O密度脉动. 通量仪器安装高度大约为三倍冠层高度即 39.6 m. 仪器设备详情见文献^[14,15]. 所有 10Hz的原始数据均通过数据采集器CR5000(Model CR5000, Campbell Scientific)记录并储存, 同时记录并储存的还有 30min间隔的CO₂通量数据平均值. 为了配合CO₂通量观测, 辅以CO₂浓度廓线系统以及常规气象要素系统, 其中常规气象要素主要包括辐射、温度、湿度等要素的测定, 同时定期开展了生理生态动态监测, 主要包括光合作用、呼吸作用、凋落物积累与分解和叶面积指数等的测定.

由于涡度相关技术CO₂湍流通量测定中存在各种来源的误差, 因而在非平坦地形条件下应用涡度相关技术测定植被/大气间的CO₂湍流通量交换时,

对于CO₂湍流通量观测数据进行生态学意义的解释之前, 进行倾斜校正即坐标轴旋转是必要的环节. 我们对 30 分钟测定数据进行平面拟合坐标轴转换^[16], 并校正由于水热传输造成的CO₂通量变化的密度效应^[17].

植被/大气间净生态系统CO₂交换量(NEE, F_{NEE} , mg CO₂ · m⁻² · s⁻¹)可以定义为,

$$F_{NEE} = \overline{w'\rho'_c(z_r)} + \int_0^{z_r} \frac{\partial \bar{\rho}_c}{\partial t} dz, \quad (1)$$

式中, 右边第一项为CO₂湍流通量, 第二项为测定高度下CO₂的储存通量. 方程(1)是目前FLUXNET估算净生态系统CO₂交换量的基本方程^[12]. 需要注意的是正的符号代表生态系统释放CO₂进入大气, 负的符号代表生态系统从大气中吸收CO₂, 这里与传统的光合作用和呼吸作用定义的符号正好相反. 植被/大气间净生态系统CO₂交换(NEE)与净生态系统CO₂生产力(NEP)绝对值相等符号正好相反, 即NEP = -NEE.

在数据分析过程中, 剔除与降水或凝水有关的异常数据. 为能够获得可靠的夜间(总辐射 < 1 W · m⁻²)涡度相关(EC)测定数据, 剔除了摩擦风速小于 0.2 m · s⁻¹的夜间数据^[18], 因为在这种条件下储存和平流

效应可能会造成CO₂通量的系统性低估.

1.3 缺失数据插补策略

白天(总辐射 $\geq 1 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$)植被/大气间净生态系统CO₂交换(NEE)仅仅来源于生态系统光合作用.将白天数据按旬分组,白天缺失数据可以利用Michaelis-Menten^[19]方程进行插补,

$$F_{\text{NEE}} = -\left(\frac{\alpha Q_p N_{\text{es}}}{N_{\text{es}} + \alpha Q_p}\right) + R_{\text{eco,d}}, \quad (2)$$

式中, α 为表观量子效率(也就是曲线的初始斜率), N_{es} 为潜在总生态系统CO₂交换量(也就是光合有效辐射 $Q_p \rightarrow \infty$ 时生态系统光合作用的渐进线值), $R_{\text{eco,d}}$ 为白天生态系统暗呼吸作用值(也就是 $Q_p \rightarrow 0$ 时的生态系统光合作用).

夜间植被/大气间净生态系统CO₂交换仅仅来源于生态系统呼吸.对于非干旱胁迫条件,夜间缺失生态系统呼吸数据可以利用Lloyd和Taylor方程进行插补^[20,4].

$$F_{\text{NEE}} = R_{\text{eco,n}} = R_{\text{eco,ref}} e^{E_0\left(\frac{1}{T_{\text{ref}}-T_0} - \frac{1}{T_k-T_0}\right)}, \quad (3)$$

式中, $R_{\text{eco,ref}}$ 是参考温度(T_{ref})下的生态系统呼吸; T_k 为温度(K); E_0 在实际应用中为 309 K; T_0 为温度试验常数(K).

对于干旱胁迫生态系统,夜间缺失的生态系统呼吸数据可以利用Q10形式生态系统呼吸模型插补^[21,15].在Q10模型中,生态系统呼吸可以用简单的Van't Hoff函数形式描述.

$$F_{\text{NEE}} = R_{\text{eco,n}} = R_{\text{eco,refs}} e^{\ln(Q_{10})(T_k - T_{\text{ref}})/10}. \quad (4)$$

在Q10模型中, Q10与温度呈负相关关系,而与土壤水分的关系可以用二次曲线方程描述.

$$Q_{10} = a - bT_a + cS_w + dS_w^2, \quad (5)$$

式中, $R_{\text{eco,refs}}$ 是在参考温度(T_{ref})和适宜水分条件下的生态系统呼吸, S_w 是土壤表层含水量($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$), a , b , c 和 d 为试验常数, 其中 $b \geq 0$ 和 $d \leq 0$.

1.4 生态系统呼吸与总生态系统CO₂交换量

为估算总生态系统交换量(GEE, F_{GEE} , $\text{mg CO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$)需要白天生态系统呼吸数据($R_{\text{eco,d}}$, mg

$\text{CO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$), 这里将夜间生态系统呼吸数据建立的生态系统呼吸函数关系外延到白天以获得白天生态系统呼吸数据.因此,生态系统呼吸(R_e , F_{R_e} , $\text{mg CO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$)可以定义为,

$$F_{R_e} = R_{\text{eco,n}} + R_{\text{eco,d}}, \quad (6)$$

因此,总生态系统交换量(GEE, F_{GEE} , $\text{mg CO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$)可以定义为,

$$F_{\text{GEE}} = F_{\text{NEE}} - F_{R_e}, \quad (7)$$

总生态系统交换量(GEE)与总生态系统生产力(GEP)绝对值相等符号正好相反即 $\text{GEP} = -\text{GEE}$.在生态系统尺度上,可以认为总生态系统生产力(GEP)与总初级生产力(GPP)相等,即 $\text{GEP} = \text{GPP}$.这里,对于小时尺度CO₂通量,单位为 $\text{mg CO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$,但在日尺度和年尺度上,单位则分别换算为 $\text{g C} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ 和 $\text{g C} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$.

2 结果

2.1 2003年和2004年的气候条件

千烟洲试区具有典型的亚热带季风气候特征.图2对比分析了千烟洲人工林生态系统2003年和2004年光合有效辐射、空气温度、饱和水汽压差、降雨量和土壤含水量的季节动态特征.2003年和2004年光合有效辐射量分别为267.7和249.9 $\mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$.从图2(a)可以看出,2003年夏季光合有效辐射强度明显高于2004年.

2003年和2004年千烟洲人工林具有非常相似的温度季节模式(图2(b)),2003年和2004年空气温度分别为18.9和18.6°C.值得注意的是2003年7、8和9月空气温度分别比2004年高3.7、1.2和1.6°C.2003年和2004年饱和水汽压差分别为0.804和0.710 kPa.2003年和2004年7、8和9月饱和水汽压差存在明显差别,这主要是2003年夏季6和7月降水量显著减少和7、8和9月温度显著升高造成的(图2(b)和(c)).

从图2(b)和(c)可以看出,在夏季空气温度与土壤体积含水量存在明显的负相关关系.土壤表层体积分含水量的季节变化过程与降水量的季节变化过程密切相关(图2(c)).2003年降水量为944.9 mm,远远

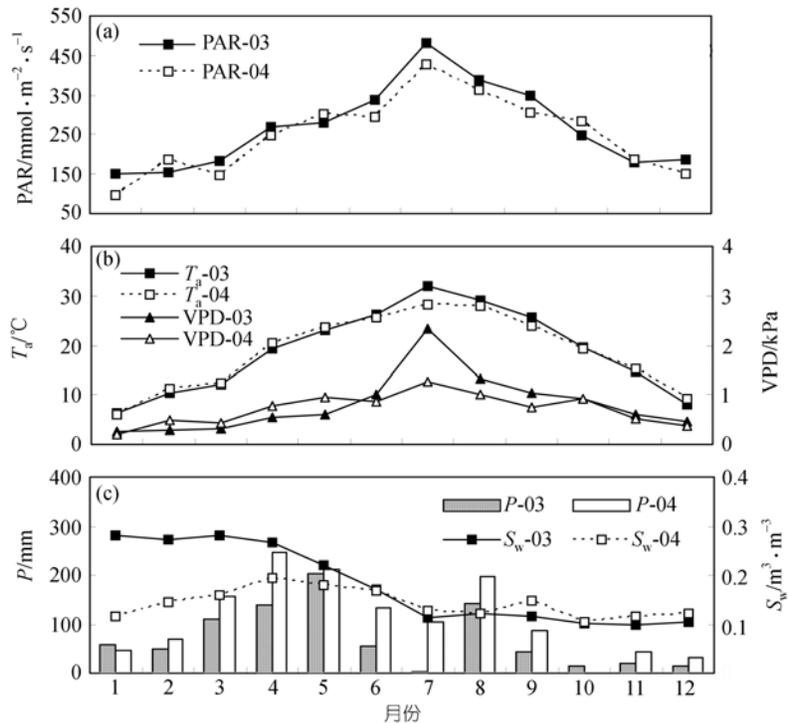


图2 2003年和2004年千烟洲人工林生态系统光合有效辐射(PAR)、空气温度(T_a , 39.6 m)和水汽压差(VPD, 39.6 m)、降雨量(P)和土壤含水量(S_w , 5 cm)的季节变化特征

小于历史平均降水量 1485.1 mm. 2004 年降水量为 1404.5 mm, 接近历史平均降水量 1485.1 mm. 由图 2(c)可见, 千烟洲人工林夏季土壤含水量持续下降, 存在明显的干旱影响. 虽然 2004 年降水接近常年, 但表层土壤含水量一直维持在较低水平, 这说明 2004 年人工林生态系统仍然受 2003 年严重干旱胁迫的滞后性影响, 造成 2004 年降水几乎全部直接供给人工林生态系统水分耗散, 从而造成表层土壤含水量一直维持在较低水平. 可见, 干旱与炎热基本同步是千烟洲人工林生态系统生长季水热条件变化的特征性规律.

2.2 生态系统碳吸收的日变化特征

图 3 对比分析了千烟洲人工林生态系统 2003 年和 2004 年 3 倍冠层高度观测的净生态系统 CO₂ 交换量的月平均日变化过程. 由图 3 可见, 2003 年和 2004 年净生态系统 CO₂ 交换量(NEE)月平均日变化都具有非常明显的季节变化特征, 即冬季具有较低的量级而夏季具有较高的量级. 对比分析 2003 年和 2004 年

NEE 月平均日变化可以发现, 对于生长季 5~6 月份而言, 2004 年碳吸收能力略低于 2003 年, 这主要是因为 2003 年前期土壤水充足因此生态系统并没有受到干旱胁迫, 而 2004 年前期的碳吸收能力则受到 2003 年干旱的滞后性影响. 对于生长季 7~10 月而言, 可以发现 2004 年的碳吸收能力明显高于 2003 年, 这主要是因为 2003 年夏季降雨量小导致生态系统受到干旱胁迫的影响. 可见, 2003 年与 2004 年 NEE 月平均日变化过程具有非常明显的差异, 客观地证明需要长期连续的观测数据来量化这种具体的差异. 量化干旱胁迫对于生态系统碳吸收能力的长期影响也可以为未来全球气候变化情景下的预测与分析提供验证和数据.

图 4 比较了人工林生态系统 NEE 月平均日变化与人工林单叶光合速率日变化的关系. 可以看出在 6:00 后随着 PAR 的增强林木开始通过光合获取 CO₂; 与此同时生态系统 NEE 开始呈现负值从而表明其从大气中吸收 CO₂. 单叶光合速率基本在 11:00 前后

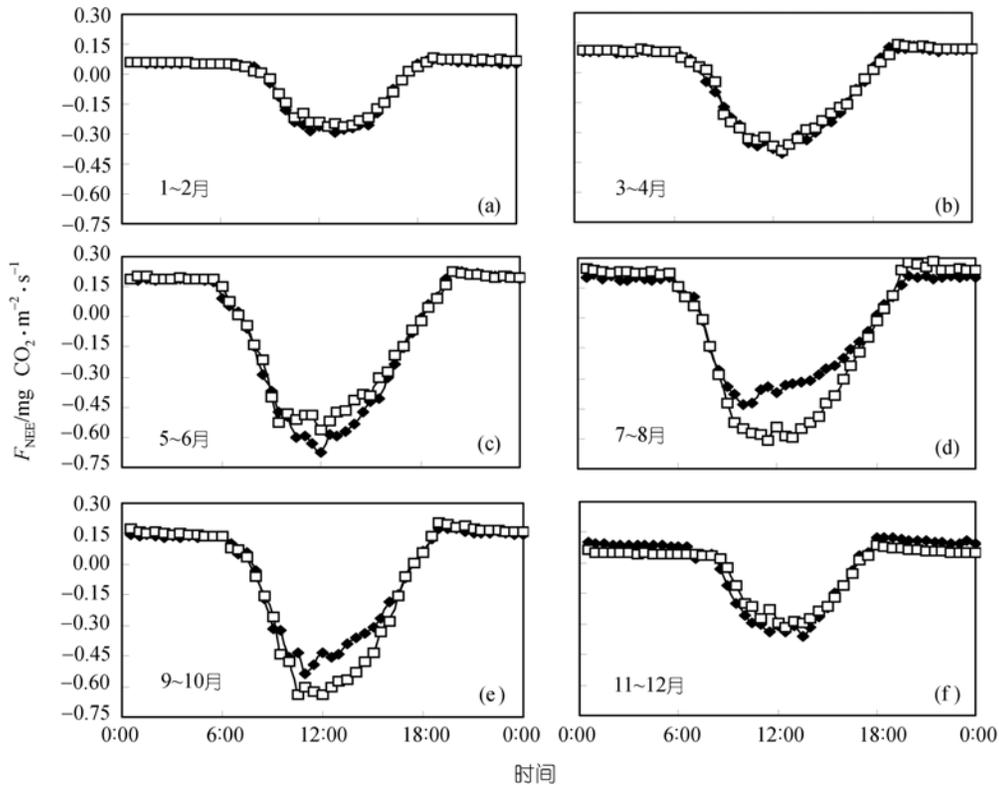


图3 2003年和2004年干烟洲人工林净生态系统CO₂交换量(F_{NEE})的月平均日变化特征

图中实心正方形为2003年数据,空心正方形为2004年数据

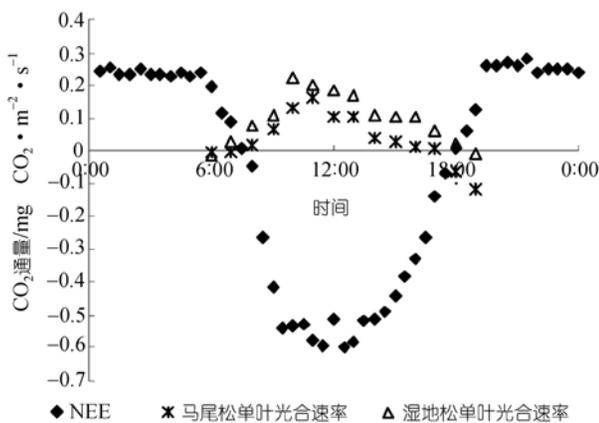


图4 2004年干烟洲人工林净生态系统CO₂交换量(F_{NEE})8月平均日变化与单叶光合速率日变化的比较

达到峰值,而生态系统NEE则在稍后的12:30前后达到1日最大。18:00前后由于PAR低于林木光补偿点而停止了光合作用,生态系统NEE开始呈现正值从而表明其向大气中排放CO₂。由此可见,净生态系统

CO₂交换量的变化基本取决于林木光合作用的变化。

2.3 生态系统碳吸收的季节变化特征

涡度相关系统对CO₂通量测定的独特贡献是能够揭示生态系统碳通量的季节变化特征。图5为干烟洲人工林生态系统2003年和2004年3倍冠层高度测定的日累积净生态系统CO₂交换量(NEE)、生态系统呼吸(R_e)和总生态系统CO₂交换量(GEE)的季节变化过程。可见,NEE是大的生物学通量 R_e 和GEE之间的微小差异决定的。NEE, R_e 和GEE具有非常明显的季节变化过程,在冬季和干旱胁迫期具有较低的量级。如图5可见,对于2003年夏季干旱胁迫时期,虽然 R_e 呈现下降趋势,但是NEE仍然明显下降,甚至成为微弱的碳源。这主要是由于干旱胁迫造成GEE呈更为显著的下降趋势,导致二者之差显著减小的缘故。

基于涡度相关技术对干烟洲人工林生态系统进

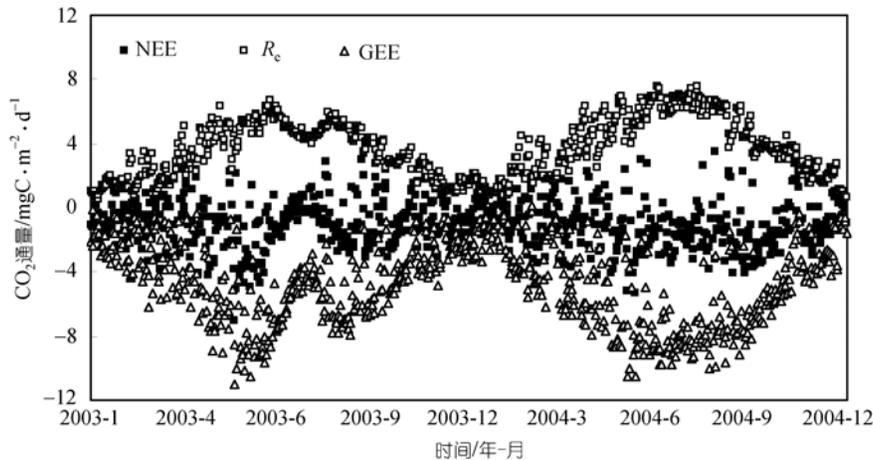


图5 2003年和2004年千烟洲人工林净生态系统CO₂交换量(NEE), 生态系统呼吸(R_e)和总生态系统CO₂交换量(GEE)的季节变异特征

行CO₂通量长期观测的最主要目的之一就是要准确量化其碳吸收能力. 从NEE, R_e 和GEE的季节变化特征分析中可以发现千烟洲人工林生态系统全年基本上处于碳汇状态. 2003年3倍冠层高度观测的NEE, R_e 和GEE分别为-387.2, 1223.3和-1610.4 g C m⁻²·a⁻¹; 2004年3倍冠层高度观测的NEE, R_e 和GEE分别为-423.8, 1442.0和-1865.9 g C·m⁻²·a⁻¹. 可以看出, 千烟洲人工林生态系统是碳吸收能力较强的碳汇. 对比分析2003年和2004年的碳吸收可见, 2004年的碳吸收能力明显高于2003年, 表明干旱胁迫对于生态系统的碳吸收能力影响较大, 可以达到9.5%.

3 讨论

3.1 高温干旱对生态系统光合作用的影响

干旱与炎热基本同步是千烟洲人工林生态系统生长季水热条件变化的特征性规律. 图6和图7表明, 白天净生态系统CO₂交换量(生态系统光合作用)对光合有效辐射的响应特征与温度密切相关. 从图6可以看出, 2003年生态系统光合作用的适应温度范围为24到28℃, 而图7表明2004年生态系统光合作用的适宜温度范围为20到32℃. 可见, 干旱胁迫造成2003年生态系统光合作用的适宜温度范围明显缩小. 图6和7表明, 当温度高于32℃时生态系统光合能力出现明显的下降趋势. 这种下降趋势可能是由于生

态系统呼吸量的增加或者总生态系统CO₂交换量的下降造成的^[22]. 高温与高水汽压差是相辅相成的, 温度和水汽压差具有非常强的相关关系, 因此很难区分生态系统碳吸收能力的下降主要是热胁迫的效应还是高水汽压差的效应造成的. 这里我们期望通过残差分析可以确定温度的影响重要还是水汽压差的影响更重要. 生态系统光合作用主要由光合有效辐射控制, 其与光合有效辐射呈显著负相关关系, 这种响应特征可以利用方程Michaelis-Menten描述. 图8(a)和(b)明显反映了这种特征趋势. 而从图9(a)和(b)可以看出, 当温度大于30℃时残差值与温度关系非常密切, 同时从图10(a)和(b)则可以看出, 当水汽压差大于1 kPa时残差值与水汽压差关系也非常密切. 通过回归分析表明, 高水汽压差对生态系统碳吸收能力的下降影响更大. 这应该是由于高水汽压差可以直接驱动气孔关闭而强烈限制生态系统光合作用而引起的^[23].

3.2 温度和土壤水分对生态系统呼吸的控制作用

图11为2003年和2004年千烟洲人工林生态系统呼吸对温度的响应特征. 在生态系统水平上, 温度是控制千烟洲人工林生态系统碳释放特征的主导因素. Yu等^[21]和Wen等^[15]都指出在干旱胁迫条件下, 水分条件也能成为千烟洲人工林生态系统呼吸的主

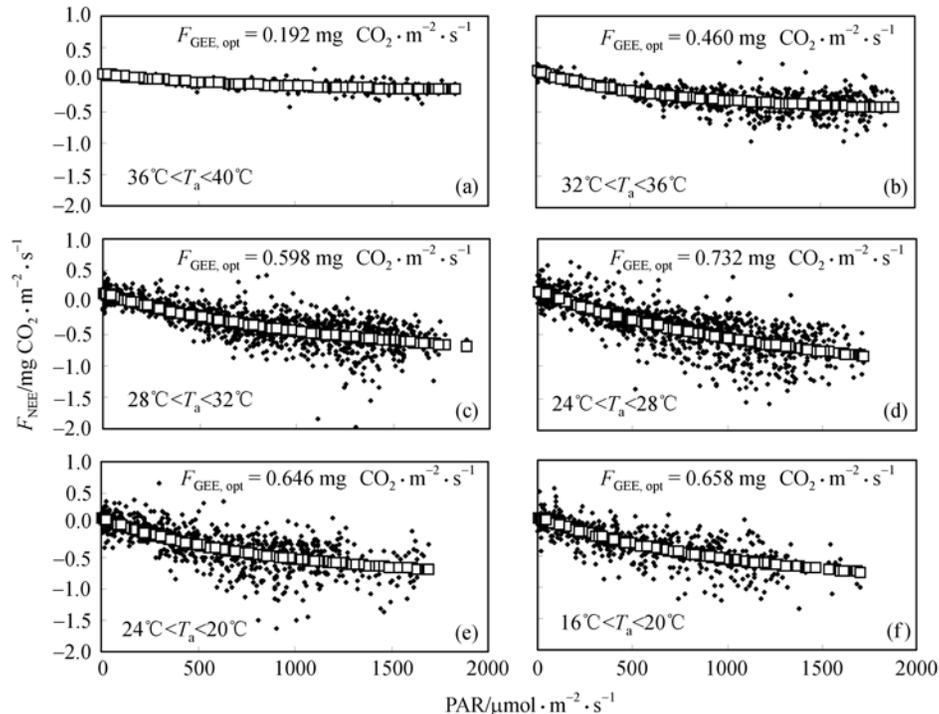


图 6 2003 年千烟洲人工林高温条件下净生态系统 CO_2 交换量(NEE)与光合有效辐射(PAR)的关系
图中空心正方形为 Michaelis-Menten 模型非线性回归模拟的结果. $F_{\text{GEE, opt}}$ 表示光合有效辐射为 $1000 \mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 时的潜在总生态系统 CO_2 交换量

导因素, 温度和水分协同作用控制着生态系统呼吸. 由图 11 可以看出, 2003 年生态系统呼吸对温度的响应能力明显低于 2004 年. 这是因为在干旱胁迫条件下, 土壤水分影响生态系统呼吸以及它对温度的敏感性 Q_{10} . 在干旱胁迫条件下温度敏感性 Q_{10} 值维持在较低的水平^[15].

3.3 土壤呼吸对人工林生态系统呼吸的贡献

植物呼吸和土壤呼吸对森林生态系统碳平衡的贡献目前还有很大争议^[24-26]. 土壤自养呼吸和异养呼吸量最多可以达到生态系统呼吸的 75%左右^[27,28]. 我们在距涡度相关铁塔 50 m 处(同属 1 个标准样地), 利用静态箱-气相色谱法对人工林地表面 CO_2 通量进行了原位观测. 结果表明, 无论是裸地(将林地表面凋落物清除)的土壤呼吸还是凋落物覆盖下的原状土壤呼吸, 在整个人工林生态系统呼吸中所占的比例都小于相关的报道文献^[27,28]; 裸地土壤呼吸占生态系统呼吸的 42.5%, 而包含凋落物的土壤呼吸占生态

系统呼吸的 58.9%(见图 12)这主要是由于千烟洲人工林林龄不长, 尚处于较旺盛生长期, 因而植物呼吸在人工林生态系统占有重要地位, 同时, 由于千烟洲人工林生态系统平均 pH 值仅 4.6、平均有机质为 2.6, 也是土壤呼吸在生态系统呼吸中比例较低的原因.

3.4 与同纬度地区生态系统碳收支的对比

通过涡度相关技术进行 CO_2 通量的长期观测可以准确地量化千烟洲人工林生态系统碳吸收能力. 对比分析 2 年的碳吸收强度的变化可见, 无论是在干旱的 2003 年还是在正常的 2004 年, 千烟洲人工林生态系统全年基本上处于碳汇状态, 肯定了人工林生态系统对碳吸收的贡献. 2004 年的碳吸收能力高于 2003 年, 表明干旱胁迫对于生态系统的碳吸收能力影响较大, 可以达到 9.5%. 将我们观测的 NEE 结果与同纬度地区的研究结果比较(见表 3)发现其观测值与相同气候带(亚热带气候)、相近树种(松树人工林)的观测结果比较接近; 但千烟洲人工针叶林的 NEE

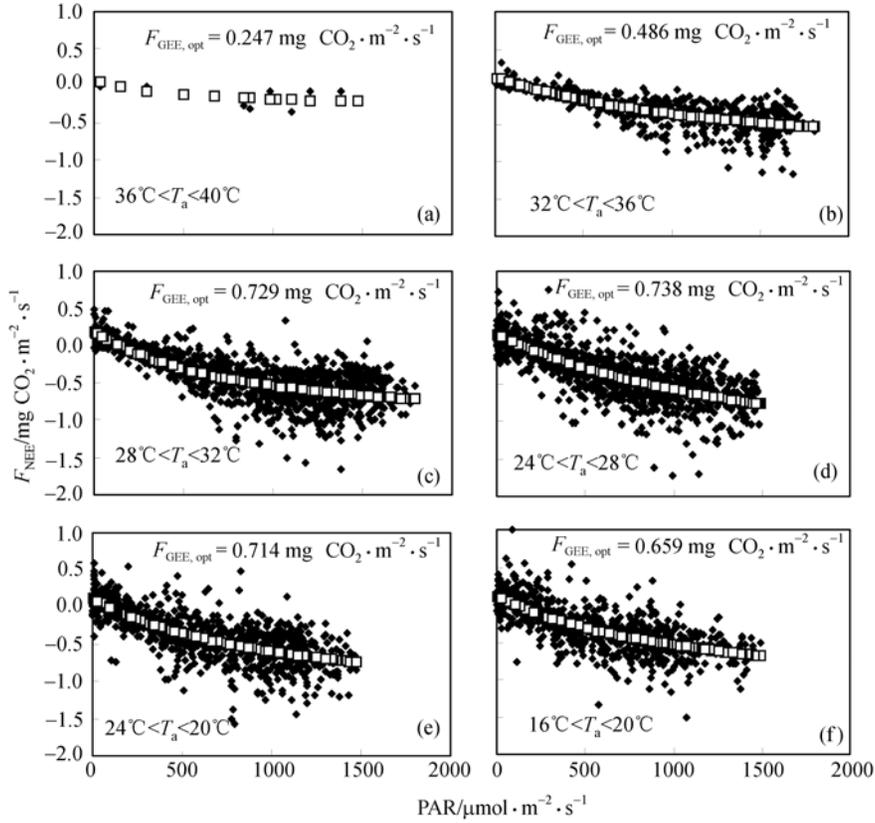


图 7 2004 年千烟洲人工林高温条件下净生态系统 CO₂ 交换量(NEE)与光合有效辐射(PAR)的关系 图中空心正方形为 Michalis-Menten 模型非线性回归模拟的结果. $F_{GEE, opt}$ 表示光合有效辐射为 $1000 \mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 时的潜在总生态系统 CO₂ 交换量

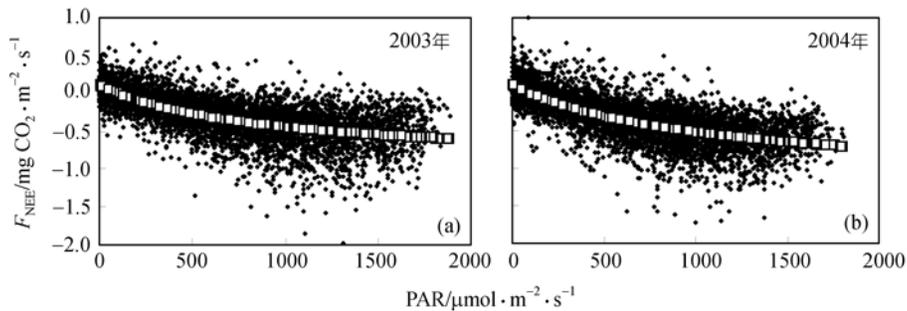


图 8 2003 年(a)和 2004 年(b)千烟洲人工林白天净生态系统 CO₂ 交换量(F_{NEE})与光合有效辐射的关系 图中空心正方形为 Michalis-Menten 模型非线性回归模拟的结果

值明显高于天然的丛林或柏科树种，甚至高出 1 个数量级。从这个比较我们还可以认识到，人工林在其处于快速生长阶段，与天然林相比，具有较高的固碳能力，特别是在亚热带及其以南地区，由于终年常绿生

长，表现出明显的碳汇功能，根据对人工林生长过程的初步调查研究发现，当地人工林一般在林龄超过 20 年后会逐渐减缓生长速度，我们应该考虑在人工林趋于缓慢生长后，通过合理的人工林抚育间伐，调

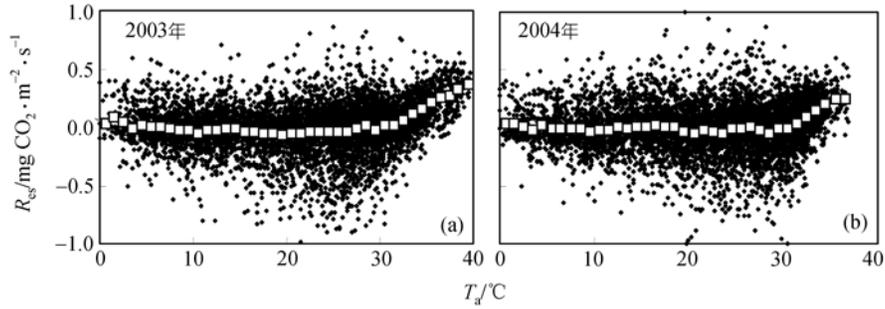


图 9 2003 年(a)和 2004 年(b)白天净生态系统CO₂交换量(F_{NEE})观测值与模拟值的差值(R_e)及空气温度
图中空心正方形代表每 1°C 的 F_{NEE} 平均值

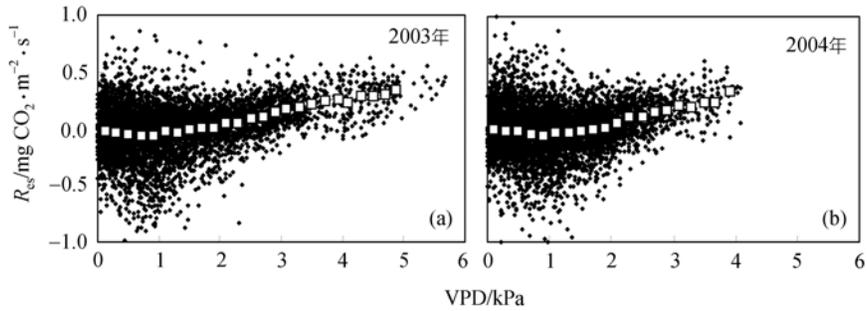


图 10 2003 年(a)和 2004 年(b)残差值(R_e)和水汽压差(VPD)的关系(a, b);
图中空心正方形代表每 0.2 kPa 的 F_{NEE} 平均值

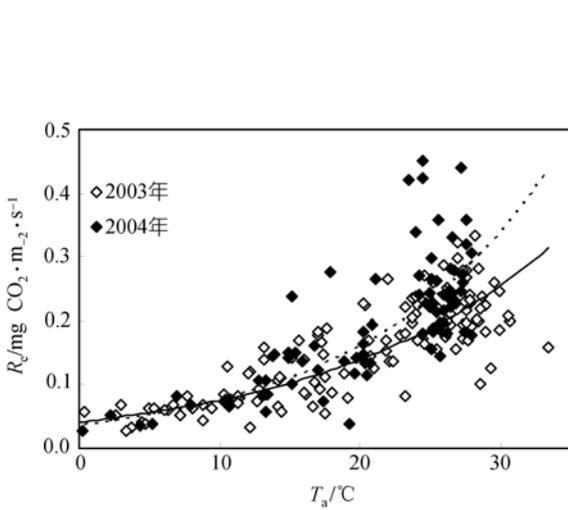


图 11 2003 年和 2004 年千烟洲人工林生态系统呼吸(R_e)
对空气温度的响应特征

为减少数据的随机误差和对参数进行同等权重的估计,我们对每天数据(至少 $n>3$)进行了集合平均计算

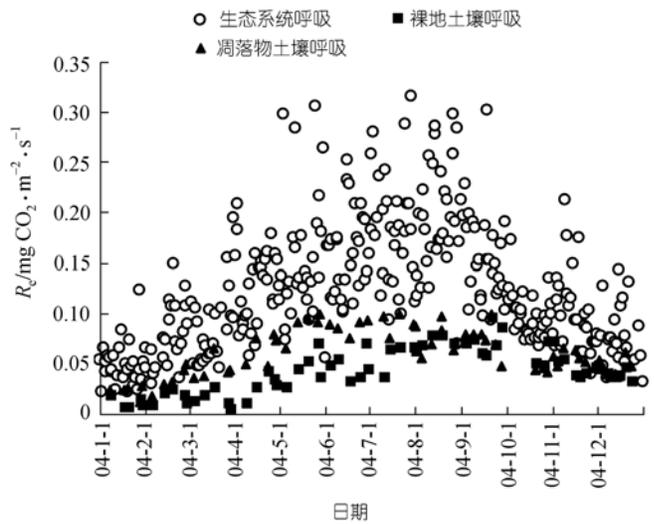


图 12 2004 年千烟洲人工林土壤呼吸对生态系统
呼吸的贡献

表 3 相近纬度测站 NEE 计算结果比较

站名	本站	Sky Oaks Biological Field Station	Gainesville - cypress wetland	Gainesville (Mize) - slash pine
纬度	26°44'N	33°22'N	29°46'N	29°45'N
经度	115°03'E	116°37'W	82°12'W	82°14'W
植被类型	人工针叶林	丛林	湿地柏科	人工林松树
气候类型	亚热带	地中海	亚热带	亚热带
NEE/g C · m ⁻² · a ⁻¹	-483.58~-519.45	-56.7~-76.3	-37~-84	-740~-610
来源	本文	Baldocchi, 2004 (www.fluxnet.ornl.gov)	Clarke, 1999 (www.fluxnet.ornl.gov)	Clarke, 1999 (www.fluxnet.ornl.gov)

整林分密度, 促进天然更新及幼树幼苗生长, 使森林中不同林龄结构的林分能依序地更替, 并渐次诱导为针阔混交林, 提高林分质量, 从而保证林分持久的较高碳汇功能。由于没有同纬度同树种的通量观测站结果, 这种比较还是初步的, 还需通过进一步的比较研究以证明我们工作的意义。

4 结论

在生态系统水平上, 千烟洲人工林无论干旱胁迫年(2003年)还是非干旱胁迫年(2004年)净生态系统 CO₂ 交换量的日变化具有非常明显的季节性变化特征, 即冬季具有较低的量级而夏季具有较高的量级。对比分析 2003 年和 2004 年的观测结果可以发现, 对于 5~6 月份而言非干旱胁迫年的碳吸收能力略低于干旱胁迫年, 这主要是因为 2003 年前期土壤水分充足生态系统没有受到干旱胁迫, 而 2004 年前期的碳吸收能力受到干旱胁迫年的后滞性影响。对于生长旺季的 7~10 月而言, 可以发现 2004 年的碳吸收能力明显高于 2003 年的碳吸收能力, 这主要是干旱胁迫年高温和干旱胁迫的共同作用从而使碳吸收能力明显下降。

千烟洲人工林生态系统 2003 年和 2004 年的净生态系统 CO₂ 交换量(NEE)、生态系统呼吸(R_c)和总生态系统 CO₂ 交换量(GEE)具有非常明显的的季节变化过程, 即冬季和干旱期具有较低的量级而夏季具有较高的量级。光照是控制千烟洲人工林生态系统 NEE 的主要因素, 而温度和水汽压差共同影响着 NEE, 但水汽压差对 NEE 的影响作用更强。在适宜光照条件下, 干旱胁迫会造成千烟洲人工林生态系统碳吸收的适宜温度范围明显降低。温度和降水的协同作用共同控制着 R_c。

千烟洲人工林生态系统 2003 年和 2004 年 NEE, R_c 和 GEE 分别为 -387.2 和 -423.8 g C · m⁻², 1223.3 和 1442.0 g C · m⁻², -1610.4 和 -1865.8 g C · m⁻², 土壤呼吸占生态系统呼吸的 42.5%~58.9%, 表明千烟洲人工林生态系统具有较强的碳吸收能力。

参 考 文 献

- 1 Science Framework and Implementation. Earth System Science Partnership (IGBP, IHDP, WCRP, DIVERSITAS) Report No.1: Global Carbon Project Report No. 1 Canberra, 2003. 22—23
- 2 Goulden M L, Wofsy S C, Harden J W, et al. Sensitivity of boreal forest carbon balance to soil thaw. *Science*, 1998, 279: 214—217[DOI]
- 3 Twine T E, Kustas W P, Norman J M, et al. Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grass land. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2000, 103: 279—300[DOI]
- 4 Fang C, Moncrieff J B. The dependence of soil CO₂ efflux on temperature. *Soil Biology & Biochemistry*. 2001, 33: 155—165[DOI]
- 5 Zhang P C, Shao G F, Zhao G, et al. China's forest policy for the 21st century. *Science*, 2000, 288: 2135—2136[DOI]
- 6 Fang J Y, Chen A P, Peng C, et al. Changes in forest biomass carbon storage in China between 1949 and 1998. *Science*, 2001, 292: 2320—2322[DOI]
- 7 Valentini R, De Angelis P, Matteucci G, et al. Seasonal net carbon dioxide exchange of a beech forest with the atmosphere. *Global Change Biology*, 1996, 2: 199—207[DOI]
- 8 Massman W J, Lee X. Eddy Covariance Flux Corrections and Uncertainties in Long Term Studies of Carbon and Energy Exchanges. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2002, 113: 121—144[DOI]
- 9 Baldocchi D D, Falge E, Gu L, et al. FLUXNET: A New Tool to Study the Temporal and Spatial Variability of Ecosystem-Scale Carbon Dioxide, Water Vapor, and Energy Flux Densities. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2001, 82: 2415—2434[DOI]
- 10 Baldocchi D D. Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rates of ecosystems: past, present and future. *Global Change Biology*, 2003, 9:

- 479—492[DOI]
- 11 曹明奎, 于贵瑞, 刘纪远, 等. 陆地生态系统碳循环的多尺度试验观测和跨尺度机理模拟. 中国科学, D 辑, 2004, 34(增刊 II): 1—14
 - 12 Greco S, Baldocchi D D. Seasonal variations of CO₂ and water vapour exchange rates over a temperate deciduous forest. *Global Change Biol*, 1996, 2: 183—197[DOI]
 - 13 Law B E, Falge E, Gu L, et al. Environmental controls over carbon dioxide and water vapor exchange of terrestrial vegetation. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2002, 113: 97—120[DOI]
 - 14 刘允芬, 宋霞, 孙晓敏, 等. 千烟洲人工针叶林 CO₂ 通量季节变化及其环境因子的影响. 中国科学, D 辑, 2004, 34(增刊 II): 109—117
 - 15 Wen X F, Yu G R, Sun X M, et al. Soil moisture effects on the temperature dependence of ecosystem respiration in a subtropical pinus plantation of southeastern China. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2006a, accepted
 - 16 Wilczak J M, Oncley S P, Stage S A. Sonic anemometer tilt correction algorithms. *Boundary-Layer Meteorology*, 2001, 99: 127—150[DOI]
 - 17 Webb E K, Pearman G L, Leuning R. Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1980, 106: 85—100[DOI]
 - 18 温学发, 于贵瑞, 孙晓敏, 等. 复杂地形条件下森林植被湍流通量测定的技术分析. 中国科学, D 辑, 2004, 34(增刊 II): 57—66
 - 19 Michaelis L, Menten M L. Die Kinetik der Invertinwirkung. *Biochem Z*, 1913, 49: 333
 - 20 Lloyd J, Taylor J A. On the temperature dependence of soil respiration. *Funct Ecol*, 1994, 8: 315—323[DOI]
 - 21 于贵瑞, 温学发, 孙晓敏, 等. 中国亚热带和温带典型森林生态系统呼吸的季节模式及环境响应特征. 中国科学, D 辑, 2004, 34(增刊 II): 84—94
 - 22 Carrara I A, Janssens I A, Yuste J C et al. Seasonal changes in photosynthesis, respiration and NEE of a mixed temperate forest. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2004, 126: 15—31[DOI]
 - 23 Farquhar G D, Sharkey T D. Stomatal conductance and photosynthesis. *Annu Rev Plant Physiol*. 1982, 33: 317—345[DOI]
 - 24 Valentini R, Matteucci G, Dolman A J, et al. Respiration as the main determinant of carbon balance in European forests. *Nature*, 2000, 404: 861—865[DOI]
 - 25 Giardina C P, Ryan M G. Evidence that decomposition rates of organic carbon in mineral soil do not vary with temperature. *Nature*, 2000, 404: 858—861[DOI]
 - 26 Grace J, Rayment M. Respiration in the balance. *Nature*, 2000, 404: 819—820[DOI]
 - 27 Goulden M L, Munger J W, Fan S M, et al. Exchange of carbon dioxide by a deciduous forest: response to interannual climate variability. *Science*, 1996, 271: 1576—1578
 - 28 Law B E, Kelliher F M, Baldocchi D D, et al. Carbon storage and fluxes in ponderosa pine forests at different developmental stages. *Glob Change Biol*, 2001, 6: 613—630[DOI]